

Geofysikaaliset menetelmät malminetsinnässä

LuK-tutkielma
Oulu Mining School
Oulun yliopisto
Ari Narkaus
2020

Tiivistelmä

Geofysikaaliset menetelmät ovat olennainen osa nykyaikaista malminetsintää. Maankamaran fysikaalisia ominaisuuksia tutkimalla on mahdollista löytää malmioita, joita muilla tavoilla on vaikeaa tai mahdotonta löytää. Potentiaalisia menetelmiä malminetsintään on kuitenkin suuri joukko, joiden ominaisuudet ja toimintaperiaatteet poikkeavat huomattavasti toisistaan.

Geofysikaalisten menetelmien käyttö perustuu malmimineraalien tai niihin liittyvien muodostumien petrofysikaalisiin eroihin muusta geologisesta ympäristöstä. Menetelmien fysikaaliset periaatteet on siis ymmärrettävä, jotta tavoitellut malmimineraalit ovat löydettävissä. Geofysikaalisten menetelmien käytössä on huomioitava myös muita tekijöitä fysikaalisen soveltuvuuden lisäksi. Mittauksien toteutukseen vaikuttavat lisäksi mm. menetelmän nopeus, kustannukset, luotettavuus sekä helppous.

Tietojenkäsittely ja mittauslaitteet ovat kehittyneet geofysiikassa nopealla tahdilla ja helpottaneet tulosten tulkintaa sekä parantaneet tarkkuutta. Menetelmien fysikaaliset toimintaperiaatteet eivät kuitenkaan muutu tulevaisuudessakaan, joten on oleellista hallita menetelmien käyttö ja ominaisuudet tuloksekkaan malminetsintäohjelman suorittamiseen.

Avainsanat: Geofysikaaliset menetelmät, malminetsintä, sovellettu geofysiikka, geofysiikka, geofysikaalinen kartoitus

Sisällysluettelo

1. JOHDANTO	4
1.1. Geofysikaaliset tutkimusohjelmat ja menetelmien valinta malminetsinnässä	7
1.2. Geofysikaalisten mittausmenetelmien päävaiheet ja suoritustavat	8
1.3. Geofysikaalisten menetelmien peruskäsitteitä	9
2. GRAVIMETRISET MENETELMÄT	10
2.1. Yleistä	10
2.2. Peruskäsitteitä	11
2.3. Mittauslaitteet.....	12
3. MAGNEETTISET MENETELMÄT	13
3.1. Yleistä	13
3.2. Peruskäsitteitä	14
3.3. Magnetometrit.....	15
4. SÄHKÖISET MENETELMÄT	15
4.1 Yleistä	15
4.2. Peruskäsitteitä	16
4.3. Omapotentiaalimenetelmä.....	17
4.4 Latauspotentiaalimenetelmä.....	18
4.5. Maavastusmenetelmä	18
5. INDUSOIDUN POLARISAATION MENETELMÄ.....	21
5.1 Yleistä	21
5.2 Peruskäsitteitä	21
5.3 Mittauslaitteet.....	22
6. SÄHKÖMAGNEETTISET MENETELMÄT	23
6.1. Yleistä	23
6.2. Peruskäsitteitä	24
6.3. VLF-menetelmä	24
6.4. Maatutka.....	25
7. SEISMISET MENETELMÄT	27
7.1. Yleistä	27
7.2. Peruskäsitteitä	28
7.3. Mittauslaitteet.....	28
7.4 Heijastusluotaus	29
7.5 Tahtumislouotaus.....	29
8. RADIOMETRISET MENETELMÄT	29
8.1. Yleistä	29

8.2. Peruskäsitteitä	30
8.3 Mittauslaitteet.....	30
9. AEROGEOFYSIKAALISET MENETELMÄT	31
9.1 Yleistä	31
9.2 Aeromagneettiset menetelmät.....	32
9.3 Aerosähkömagneettiset menetelmät.....	32
9.4 Aeroradiometriset menetelmät	33
10. KAIRANREIKÄMITTAUSMENETELMÄT	33
10.1. Yleistä	33
10.1 Magneettiset reikämittaukset	35
10.2 Sähköiset reikämittaukset.....	35
10.3 Sähkömagneettiset reikämittaukset	35
11. YHTEENVETO	36
VIITELUETTELO.....	36

1. JOHDANTO

Malminetsinnän periaatteena on ollut etsiä malmimineraaleja, sieltä mistä malmia on aikaisemminkin löytynyt tai tutkia alueita, joista on löytynyt paljastuneena malmiesiintymiin läheisesti liittyviä kiviä ja mineraaleja. Edellä mainittu periaate on vieläkin toimiva, mutta pelkkä geologinen ja mineraloginen tieto ei ole aina riittävää malminetsintään. Maankamaran fysikaaliset ominaisuudet, joita geofysikaalisilla menetelmillä mitataan, voivat auttaa löytämään potentiaalisia malmioita.

Geofysikaalisilla menetelmien avulla voidaan lisäksi rajata tutkittavaa malminetsintäaluetta ja selvittää maankamaran rakennetta ilman kalliita kairauksia

Geofysikaalisia menetelmiä voidaan hyödyntää luonnollisesti vain silloin, kun kartoitettavan malmion fysikaaliset ominaisuudet poikkeavat riittävästi ympäröivästä kallioperästä. Pelkät fysikaaliset poikkeamat eli anomaliat eivät todista malmiota, mutta yhdessä aikaisempien tietojen ja esim. geologian avulla tulkinta on mahdollista tehdä. Malmioiden olemassaolo voidaan varmistaa yleensä vain kalliilla menetelmillä, kuten kairauksilla, ojituksilla ja koekaivantojen avulla. Geofysikaalisten menetelmien pääasiallinen käyttötarkoitus onkin erorottaa malmittomat alueet malmikriittisistä alueista (Parasnis 1973).

Käytetyimpiä geofysikaalisia menetelmiä malminetsinnässä ovat sähkömagneettiset ja magneettiset menetelmät mutta muiden menetelmien käyttöä kuten gravimetriaa harkitaan aina tapauskohtaisesti (Kearey et al. 2002). Geofysikaalinen menetelmä valitaan etsittävien malmimineraalien fysikaalisten ominaisuuksien perusteella, joten esimerkiksi voimakkaasti magneettisia rauta ja nikkelimalmeja kannattaa etsiä luonnollisesti magneettisilla menetelmillä (Telford et al. 1990).

Geofysikaalisten menetelmien soveltuvuus malminetsintään ja malmiesiintymätyypeille sekä niihin liittyvät petrofysikaaliset ominaisuudet on esitetty Taulukossa 1 Reynoldsin (2011) ja Haldarin (2013) mukaan. Kanadan malmioiden etsintään sopivat geofysikaaliset menetelmät sovelluksineen, joita voidaan Airon (2015) mukaan hyödyntää soveltaen myös Suomessa, on esitettynä Taulukossa 2.

Geofysikaalisia menetelmät on tässä työssä jaoteltu petrofysikaalisten ominaisuuksien pohjalta ja perustuu Peltoniemen (1988) Maa- ja Kallioperän Geofysikaaliset Tutkimusmenetelmät kirjaan. Lento- ja reikämittaukset ovat käsiteltynä niiden merkittävyyden ja eroavaisuuksien takia erillisinä kappaleina. Menetelmät voidaan jakaa fysikaalisten ominaisuuksien lisäksi myös havaintopaikan mukaan kaukokartoitus-, lento-, maasto-, reikä, ja laboratoriomittauksiin. Tästä edelleen menetelmät voidaan jakaa passiivisiin ja aktiivisiin. Passiivisissa menetelmissä mitataan luonnon omia kenttiä kuten painovoimaa ja magneettikenttää. Aktiivissa menetelmissä mitataan itseluotujen kenttien etenemistä. Aktiivisia menetelmiä ovat useat sähköiset ja seismologiset menetelmät. Kentän käyttäytymisen mukaan menetelmät jaetaan ajan suhteen staattisiin eli pysyviin ja dynaamisiin eli muuttuviin (Peltoniemi 1988).

Peltoniemi (1988) jakaa geofysikaalisten mittausten tavoitteet malminetsinnälle kolmeen eri luokkaa: 1. Malmiesiintymän etsintä eli suora malminetsintätavoite, 2. Epäsuora malminetsintätavoite, jossa kartoitetaan muodostuma tai rakenne johon malmi voi liittyä, 3. Malmittomien alueiden rajausta malmikriittisistä alueista. Airo (2015) lisää malminetsinnän mahdollisiin tavoitteisiin malmion tarkemman rakenteen ja muodon selvittämisen.

Taulukko 1. Geofysikaalisten menetelmien soveltuvuus malminetsintään sekä malmiesiintymätyypeille (muokattu Reynoldsin (2011) ja Haldarin (2013) mukaan). E = Ensimmäinen menetelmä t = Toissijainen menetelmä v = Voidaan mahdollisesti käyttää

Geofysikaalinen menetelmä	Petrofysikaalinen ominaisuus	Soveltuvuus malminetsintään	Malmiesiintymätyyppi
Painovoimamittaus	Tiheys	t	Massiiviset sulfidit, kromiitti, suoladoomit, baryytti, peitteiset allasmuodostumat.
Magneettiset menetelmät	Magneettinen susceptibiliteetti	E	Magnetiitti, ilmeniitti, pyrrotiitti-rikkaat sulfidit.
Seismiset menetelmät	Kimmo-ominaisuudet	v	Kerrokselliset sedimenttimuodostumat.
Sähköiset menetelmät	Sähkönjohtavuus	E	Sulfidimalmit
Sähköiset menetelmät	Polarisoituvuus	E	Sulfidijuonet, grafiitti.

Indusoidun polarisaation menetelmä	Kapasitanssi	E	Pirotteiset sulfidit, grafiitti.
Sähkömagneettiset menetelmät	Induktanssi	E	Sulfidimalmi, grafiittiesiintymät.
SM-VLF(very low frequency)	Induktanssi	E	Hyvin sähköä johtavat esiintymät
SM-Maatutka	Permittiivisyys	v	Upamalmat
Magnetotelluurinen menetelmä	Sähkönjohtavuus	E	Syvät perusmetalliesiintymät
Radiometriset menetelmät	Radioaktiivisuus	E	Torium, uraani, radium.

Taulukko 2. Geofysikaalisten menetelmien soveltuvuus malmityyppien etsintään Kanadassa/Suomessa. (mukailtu Ford et al. 2007). T = Tehokas menetelmä S = Suhteellisen tehokas menetelmä X= Soveltuu huonosti.

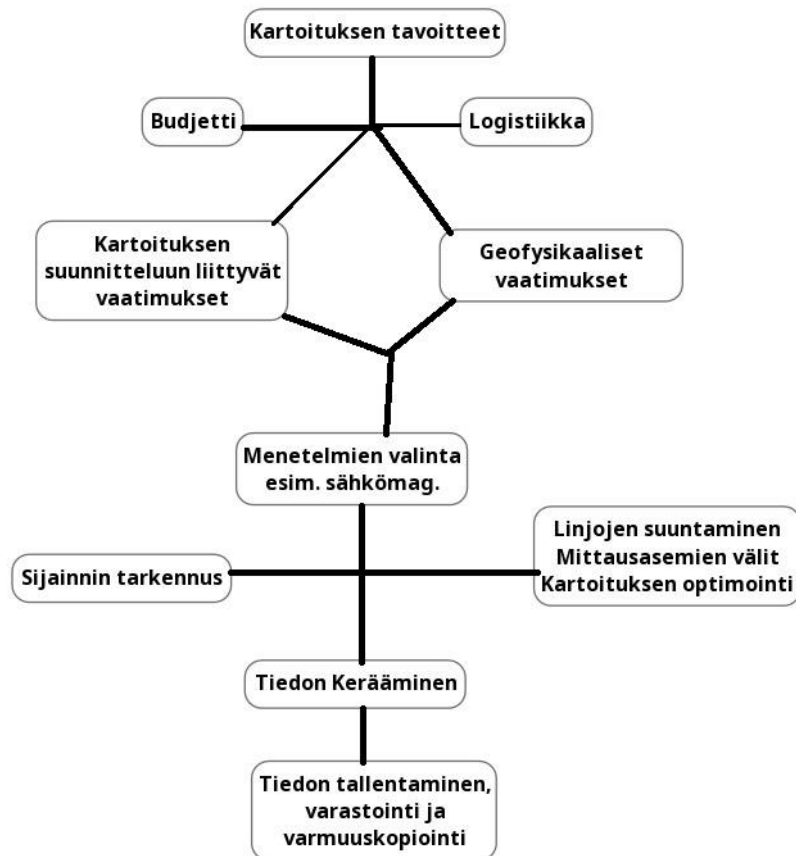
Geofysikaalinen Menetelmä	Ilma /Maa	Sovellus	Kulta	VMS-malmi ot	Ni-Cu-PGE	Fe-Ti-Bi-F	Olympic Dam-tyyppiset	Porfyryinen Cu	SE DE X	Pb - Zn
Magneettinen	Ilma	Geologinen	T	T	T	T	T	T	T	T
		Suora etsintä	X	T	S	T	T	T	S	X
	Maa	Geologinen	T	T	S	T	T	T	T	S
		Suora etsintä	S	T	S	T	T	T	S	S
Sähkömagneettinen	Ilma	Geologinen	S	S	T	T	X	X	S	X
		Suora etsintä	S	T	T	T	S	X	S	X
	Maa	Geologinen	S	S	T	T	X	X	S	S
		Suora etsintä	X	T	T	S	S	X	S	S
Sähköinen	Maa	Geologinen	X	S	T	X	S	X	X	S
		Suora etsintä	S	T	T	S	S	T	X	T
Gravimetrinen	Ilma	Geologinen	S	S	T	T	S	S	S	S
		Suora etsintä	X	T	T	T	S	X	S	S
	Maa	Geologinen	S	S	T	T	S	S	S	S
		Suora etsintä	X	T	T	T	S	S	T	T
Radiometrinen	Ilma	Geologinen	T	T	S	S	T	T	T	S
		Suora etsintä	S	S	X	X	T	T	X	X
	Maa	Geologinen	T	S	S	X	T	T	S	X
		Suora etsintä	S	S	X	S	T	T	X	S
Seisminen	Maa	Geologinen	S	S	S	S	S	S	S	S
		Suora etsintä	X	S	S	S	S	S	S	S

1.1. Geofysikaaliset tutkimusohjelmat ja menetelmien valinta malminetsinnässä

Malminetsinnässä on tyypillistä aloittaa tutkimus ensin alueellisella tasolla, josta edetään yhä tarkempiin paikallistason yksityiskohtiin. Geofysiikan osalta tämä tarkoittaa yleensä aerogeofysikaalisia tutkimuksia, joista edetään tulosten ohjaamana aina kairanreikämittausten tasolle.

Tutkimusohjelman aluksi kartoitetaan jo saatavilla oleva geofysikaalinen aineisto. Useimpien maiden kohdalla voidaan hyödyntää kansallista tutkimusainestoa, johon kuuluvat yleensä ainakin magneettiset ja gravitaatio mittaussaineistot ja mahdolliset muut paikallismittaukset tutkittavasta alueesta. Esimerkkinä sulfidimalmien ja kimberliitin tapauksessa seuraavaksi suoritettaisiin mahdollisimman tarkka lentomittausohjelma, jossa kartoitetaan alueen magneettiset ja sähkömagneettiset ominaisuudet. Mahdolliset löydetty anomaliat kartoitetaan maanpinnalla ja suoritetaan tarkemmat magneettiset ja sähkömagneettiset tutkimukset. Voidaan myös harkita gravimetrisiä menetelmiä, jos malmi eroaa huomattavasti tiheydeltään ympäristön muista kivistä. Muita sähköisiä menetelmiä kuten indusoitua polarisaatiomenetelmää voidaan käyttää tarkentamaan tulevien kairauksien paikkoja (Moon et al. 2009).

Usein malminetsinnässä joudutaan kuitenkin miettimään myös taloudellisia ja logistisia rajoitteita. Käytössä oleva tutkimusohjelman budjetti määrittää geofysikaalisten mittausten laajuuden ja käytettävät menetelmät. Kuvassa 1 on hahmotelma geofysikaalisiin kartoituksen suunnitteluun vaikuttavista tekijöistä Reynoldsin (2011) mukaan. Suunnitteluvaiheessa on tärkeää miettiä, miten päätettyyn tutkimustavoitteeseen on mahdollista päästä käytössä olevilla resursseilla (Reynolds 2011). Parasnis (1973) suosittelee vaikeissa tapauksissa pienempimuotoista koekartoitusta ennen isompaa tutkimusohjelmaa. Tällöin koekartoituksen perusteella voidaan valita sopivat geofysikaaliset menetelmät ja tarkentaa aiempia mineralogisia oletuksia alueesta.



Kuva 1. Yksinkertaistettu kaavio geofysikaalisen kartoituksen suunnittelusta ja päätöksentekoon vaikuttavista tekijöistä. Muokattu Reynoldsin (1991) mukaan.

1.2. Geofysikaalisten mittausmenetelmien päävaiheet ja suoritustavat

Yleensä geofysikaalisten menetelmien käyttö jaetaan kolmeen eri päävaiheeseen:

1. Maasto- ja laboratoriomittaukset, 2. Mittaustulosten käsittely ja esittäminen ja 3. Tulosten tulkinta ja hyödyntäminen. Laboratoriomittauksilla selvitetään tutkimusalueen petrofysikaaliset ominaisuudet ja luodaan pohja menetelmien käytölle (Peltoniemi 1988). Maastomittauksissa valitaan tutkimuskohteelle sopivat linjavälit ja konfiguraatiot. On tärkeää myös tietää geofysikaalisten maastomittausten sijainti, jotta mahdollisen anomalian paikka tiedetään riittävällä tarkkuudella (Reynolds 2011). Mittauksissa saatua tietoa joudutaan käsittelemään, jotta saadut tulokset ovat käyttökelpoisia. Tulostenkäsittelyssä mm. korjataan laitteen sisäisen käynnin ja menetelmään liittyvät reduktiot (Peltoniemi 1988). Saadut tulokset esitetään esim.

yksiulotteisena profiilina, karttana, isometrisenä projektiona tai korkeuskarttana (Reynolds 2011).

Tulosten tulkinnalla pyritään selvittämään geofysikaalisen anomalian ominaisuuksia, kuten suuntaa, sijaintia ja yleiskuvaa. Mallitulkinnassa tarkoituksena on kuvata tarkemmin anomalianlähteen syvyyttä, kaadekulmaa ja kokoa. Geofysikaalisen tulkinnan jälkeen edetään geologiseen tulkintaan, jossa tarkoituksena on mahdollisimman tarkka rakenne- ja muodostumamalli. Lopullista geologista tulkintaa muodostettaessa yhdistetään tietoja useilta eri aloilta kuten geokemiasta, geologiasta ja geofysiikasta (Peltoniemi 1988).

1.3. Geofysikaalisten menetelmien peruskäsitteitä

Peruskäsitteiden ymmärtäminen on oleellista geofysikaalisen tiedon malminetsinnällisissä sovellutuksissa. Petrofysikaaliset suuret ovat pohjana geofysikaalisten menetelmien käytölle. Nämä suuret määräytyvät aineen atomaarisista ominaisuuksista. Suurin osa menetelmistä hyödyntävät elektronikuoren rakenteeseen liittyviä tekijöitä, vain tiheys, kimmo-ominaisuudet ja radioaktiivisuus määräytyvät lähinnä atominytimen ominaisuuksien pohjalta (Peltoniemi 1988).

Anomalian käsite on geofysiikassa keskeinen, Peltoniemi (1988) määrittelee geofysikaalisen anomalian seuraavasti: ”Maankamaran paikalliset muutokset petrofysikaalisessa ominaisuudessa tai rakenteessa heijastuvat paikallisina muutoksina eli anomalioina kyseessä olevan geofysikaalisen kentän arvoihin. – – Anomalia on edellisen määritelmän mukaan siis poikkeama kenttäsuureen arvossa verrattuna arvoihin sen aiheuttajan vaikutusalueen ulkopuolella.” Tausta-arvoa, josta anomalia poikkeaa, kutsutaan anomalian nollatasoksi. Nollataso ja anomalia ovat käsitteinä suhteellisia, joiden arvot tutkimusten mittakaava määrittelee (Peltoniemi 1988).

Peltoniemen (1988) mukaan: ”Geofysikaalisella tulkinnalla tarkoitetaan vaihetta, jossa etsitään sellainen lähdemalli, joka aiheuttaa samanlaisen anomalian kuin mitattukin anomalia on.” Lähdemalleja, jotka vastaavat yksittäistä anomaliaa on usein rajaton määrä, joten on hyödyllistä yhdistää useiden menetelmien tuloksia. On tärkeää tietää menetelmän syvyysulottuvuus, eli miltä syvyydeltä anomalia vielä pystytään tunnistamaan. Syvyysulottuvuus vaihtelee mittausmenetelmien välillä suuresti, riippuen

myös mittaustavasta ja tutkitusta alueesta. Erotuskyvyllä kuvataan menetelmän mahdollisuutta tunnistaa vierekkäiset kohteet toisistaan (Peltoniemi 1988).

Kaikessa mittauksessa on otettava huomioon asiaankuulumaton signaali eli kohina. Kohinan suhde signaaliin tasoon määrittää saadun tiedon hyödyllisyyden. Kohina voidaan jakaa edelleen säännölliseen, kuten voimalinjojen aiheuttamaan ja epäsäännölliseen, esim. liikenteen aiheuttamaan kohinaan. Säännöllinen kohina summautuu, jos mittaus toistetaan samassa paikkaa, epäsäännöllisen kohinan tasoituessa (Reynolds 2011).

2. GRAVIMETRISET MENETELMÄT

2.1. Yleistä

Painovoimamittauksen käyttö perustuu kivilajien ja mineraalien tiheyseroihin, jotka näkyvät maan vetovoimakentän vaihteluina. Menetelmä on hyödyllinen malmipotentialin etsinnässä sekä malmion rajauksessa että massan arvioinnissa (Reynolds 2011). Gravimetriset menetelmät eivät anna kuitenkaan suoraan yksikäsitteisiä tuloksia geologiselle anomalialle, kuten syvyyttä, massaa tai muotoa. Tiheysarvojen ja muiden geofysikaalisten menetelmien avulla edellä mainittuja suureita voidaan kuitenkin arvioida (Peltoniemi 1988). Menetelmä soveltuu Haldarin (2013) mukaan geologisten rakenteiden ja niihin mahdollisesti liittyvien malmiesiintymien etsintään, kuten graniittisten syväkivimassiivien, sedimentaatioalaiden, raskaiden mineraalien ja erityyppisten siirrostojen ja poimuttuneiden kallioperän tunnistamiseen.

Gravimetrisen menetelmän suurin hyöty muihin geofysikaalisiin menetelmiin on se, että vain tämän menetelmän avulla voidaan laskea esiintymän anomaalinen massa ja malmiarvio (Peltoniemi 1988). Menetelmän kalleudesta ja painovoimatutkimusten suorittamisen hitaudesta johtuen painovoimamittauksia tehdään yleensä muiden tutkimusten jälkeen (Kearey et al. 2002). Gravimetristen mittausten paikat ja linjat määritellään muiden mittausten perusteella ja mittaukset tehdään yleensä samoista pisteistä kuin magneettisten ja sähköisten menetelmien mittaukset (Telford et al. 1990).

Useasti merkittävätkin malmiot aiheuttavat pienen painovoima-anomalian, joten niitä on vaikeaa, ellei mahdotonta havaita muista maakerrosten vaihteluista tai topografian epäsäännöllisyyksistä (Parasnis 1973).

Painovoimamenetelmiä voidaan käyttää myös epäsuorissa malminetsinnöissä, joissa etsitään malmin sijaan sen isäntäkiveä (Parasnis 1973). Etelä-Afrikassa löydettiin esimerkiksi kultapitoinen Witwaterstrandin kvartsiitti ja konglomeraatti painovoima-anomalioiden avulla. Kultapitoinen kvartsiitti aiheutti negatiivisen painovoima-anomalian, jonka avulla se paikannettiin tiheämmän dolomiittikerroksen alta. Löytö johti usean merkittävän kaivoksen perustamiseen (Roux 1970). Tunnetuin gravimetrisillä menetelmillä löydetty kohde on Neves-Corvon massiivinen sulfidimalmio Portugalissa, joka paikannettiin positiivisen painovoima-anomalian avulla (Haldar 2013).

2.2. Peruskäsitteitä

Gravimetriset menetelmät perustuvat Newtonin vetovoimalakiin, jonka mukaan kahden kappaleen välillä vaikuttaa voima \mathbf{F} . Voima \mathbf{F} on suoraan verrannollinen massojen tuloon ja kääntäen verrannollinen massakeskipisteiden etäisyyden neliöön. Maan pinnalla massa kohdistuvaa voimaa kuvataan kaavalla $\mathbf{F} = m\mathbf{g}$, jossa \mathbf{g} on maan vetovoiman kiihtyvyys, jota kutsutaan myös painovoimaksi ja m on kappaleen massa (Telford et al. 1990). Painovoiman yksikkö on SI-järjestelmän mukaan m/s^2 , mutta painovoimamittauksissa käytetään cgs-järjestelmän mukaista cm/s^2 , jota kutsutaan myös nimellä gal. Yleensä tulokset ilmaistaan johdannaisyksikkö milligaleina eli mgal , 10^{-5} m/s^2 . Käytössä on myös gu yksikkö lyhenne, joka tulee englannin kielen sanoista gravity unit. Yksi gu on $0,1 \text{ mgal}$ eli 10^{-6} m/s^2 .

Tiheys määritellään massana tilavuusyksikköä kohden. Mineraalien koostumukseen vaikuttavat kidemuoto ja kemiallinen koostumus. Kivilajien tiheydet muodostuvat lähinnä mineraalikoostumuksesta ja huokoisuudesta. Kivilajien tiheyden avulla voidaan esimerkiksi tulkita painovoima-anomaliaita, laskea malmiarvioita ja sekä tehdä yleistä geologista tulkintaa (Peltoniemi 1988).

Painovoiman mittaamisessa pitää tehdä useita korjauksia, ennen kuin tutkimuksen tulokset ovat hyödyllisiä käytettäväksi. Gravitaatio pienenee navoilta päiväntasaajalle n .

0.5 prosenttia kokonaiskenttään nähden, joten on suoritettava leveysastereduktio eli korjaus (Moon et al. 2009). Havaintopisteet ovat yleensä eri korkeudella, joten on laskettava ilmareduktio, joka korjaa korkeuserojen vaikutuksen tulokseen.

Ilmareduktiossa ei oteta huomioon korkeuserojen väliin jäävää massaa, Bourger-reduktiossa tätä korjataan ns. Bourger-laamalla, joka tasoittaa arvot reduktiotasoon. Jyrkkägradienttisilla alueilla on myös syytä suorittaa topografiasta ja laattaisostasiasta johtuvat reduktiot. Laitteiston toiminta vaihtelee ajan mittaan ja aiheuttaa virhettä mittauslukemiin, mitä korjataan käyntikorjauksella. Tämä käynti-ilmiö poistetaan toistamalla mittaus samalla ns. käyntikorjauspisteellä, samalla saadaan poistettua vuoksi-ilmiön aiheuttamat virheet (Peltoniemi 1988).

2.3 Mittauslaitteet

Gravimetrit ovat periaatteessa erittäin herkkiä jousivaakoja, joiden mittaustarkkuus täytyy olla erinomainen. Staattiset gravimetrit mittaavat suoraan painovoiman muutosta jousen pituuteen koemassan avulla. Astaattisissa gravimetreissä herkyttää parannetaan lisävoiman avulla. Mittauksia voidaan tehdä joko absoluuttisina tai suhteellisina.

Sovelletussa geofysiikassa käytetään pääsääntöisesti suhteellista mittausta, jotta saadaan riittävästi mittauspisteitä ja kustannukset pysyvät kohtuullisina. Absoluuttisia mittauksia käytetään kuitenkin painovoimamittauksissa sidonta- ja referenssipisteiden määrittämiseen (Peltoniemi 1988). Absoluuttisia mittauksia suorittavien laitteiden kehitystyö on kuitenkin nopeaa ja tulevaisuudessa käyttökustannukset alenevat ja kenttäkelpoisuus paranee (Reynolds 2011).

Kenttämittauksissa käytetään pienikokoisia ja helppokäyttöisiä laitteita kuten yleisesti käytössä olevaa LaCoste & Romberg CG-5 gravimetria (Haldar 2013). Gravimetri-mittaus ei tarvitse suoraa kontaktia tutkittavaan kohteeseen ja soveltuu siksi myös osaksi lentogeofysikaalisia tutkimuksia (Reynolds 2011).

3. MAGNEETTISET MENETELMÄT

3.1. Yleistä

Magneettiset tutkimukset ovat nopeita suorittaa ja ne ovat erittäin kustannustehokkaita (Paterson ja Reeves 1985). Menetelmä on laajasti käytetty työkalu magneettisten malmioiden etsinnässä. Varsinkin ilmatutkimuksena suoritettut magneettiset mittaukset ovat taloudellisia ja nopeita (Kearey et al. 2002). Maanpinnalla tehtävät mittaukset valitaan aeromittausten perustella ja ovat pinta-alaltaan huomattavasti pienempiä (Haldar 2013).

Magneettisilla tutkimuksilla etsitään yleisimmin rautamalmia. Magnetiittia täytyy kuitenkin olla paljon suhteessa lähes sähköä johtamattomaan hematiittiin, jotta magneettinen anomalia on havaittavissa. Menetelmällä voidaan löytää myös massiivisia sulfidiesiintymiä, varsinkin yhdistettynä sähkömagneettisiin tutkimuksiin (Kearey et al. 2002). Suomessa on erityisen vaikea erottaa taloudellisesti potentiaalisia sulfidiesiintymiä mustaliuskeista. Kupariesiintymien löytämiseksi joudutaankin käyttämään epäsuoria tutkimusmenetelmiä sekä yhdistämään geokemiallisia ja geofysikaalisia tietoja (Ketola 1979).

Menetelmän etuna on hyvä erotus- ja luokituskky yhdistettynä erinomaiseen syvyysulottuvuuteen, joiden avulla geologiset yksiköt voidaan erottaa toisistaan. Edellä mainittujen ominaisuuksien takia magneettiset menetelmät soveltuvat hyvin malminetsintään (Peltoniemi 1988). Malmit, jotka aiheuttavat poikkeamia maan magneettikentässä voidaan löytää magneettisin menetelmin. Magneettiset menetelmät soveltuvat erityisen hyvin ilmeniittä, magnetiittia ja rikkikiisuja sisältävien esiintymien löytämiseen (Parasnis 1973).

Jotkin mineraalit magnetoituvat ulkoisen kentän vaikutuksesta (induktio) eli tässä tapauksessa maan magneettikentän tai ovat pysyvästi magnetoituneita (remanentti). Magnetoituneet mineraalit aiheuttavat poikkeamia eli anomalioita maan magneettikenttään ja näitä anomalioita pyritään löytämään magneettisin menetelmin (Moon et al. 2009).

3.2. Peruskäsitteitä

Magneettikenttä voidaan yksinkertaisimmin määritellä sähkövirran aikaansaamaksi voimakentäksi Biot-Svartin lain mukaisesti (Parasnis 1973). Magneettikenttää on hyödyllistä kuvata kahden eri vektorikentän, magnetoivan kentänvoimakkuuden (**H**) ja magneettivuon tiheyden (**B**) avulla (Peltoniemi 1988). Magneettivuon tiheys **B** on verrannollinen magnetoivaan voimaan **H** ja tätä verrannollisuutta kutsutaan susceptibiliteetiksi. Susceptibiliteetti on aineen ominaisuus, joka kuvaa kuinka herkästi aine magnetoituu (Parasnis 1973).

Magneettinen susceptibiliteetti on tärkein ominaisuus tutkittaessa kiviä magneettisilla menetelmillä ja vertautuu tiheyteen gravimetrisissä menetelmissä. Susceptibiliteetin lisäksi magnetoitumiseen luonnonkivissä ja mineraaleissa vaikuttaa pysyvä eli remanentti magnetoituma. Usein indusoitu ja remanentti magnetoituma ovat erisuuntaisia ja voimakkuudeltaan vaihtelevia. Magnetoitunut kokonaiskentän suuruus ja suunta määräytyy siis edellä mainittujen kenttien summana, tämä vaikeuttaa huomattavasti magneettisten mittausten tulkintaa (Reynolds 2011).

Kiven magnetoituma määräytyy pääsääntöisesti sen sisältämien ferromagneettisten mineraalien mukaan. Niiden susceptibiliteetti-arvot ovat suhteellisen korkeita ja sisältävät yleensä remanenttia magnetoitumaa. Muita vaikuttavia tekijöitä kemiallisen koostumuksen lisäksi ovat raekoko ja lämpötila. Yleensä raekoon kasvaessa ja lämpötilan noustessa ferromagneettisten aineiden susceptibiliteetti-arvot ovat suurempia (Parasnis 1973).

Sedimenttikerrokset sisältävät yleensä vain vähän magnetiittia, joten magnetometrit mittaavat sedimenttipatjojen alla olevan kallioperän magneettista materiaalia.

Lentomittausten etuna on, että vaikka sedimenttikerroksissa olisikin magneettista materiaalia, on se suuntautunut tasaisesti ja tällöin niiden magneettiset vaikutukset kumoavat toisensa, varsinkin lentomittausten etäisyydellä. Maanpinnalla mitattaessa pienetkin rautapalat aiheuttavat häiriöitä mittauksiin ja työ on hidasta verrattuna ilmasta suoritettaviin mittauksiin. Lentomittaukset ovatkin edellä mainituista syistä suosituin käyttömuoto magneettisille menetelmille (Moon et al. 2009).

Magnetiittipitoisuus on suurin yksittäinen tekijä määrittämään kivilajien susceptibileettia. Magnetiitin tilavauusprosentin määrä kivessä korreloi lähes lineaarisesti susceptibiliteettiarvoihin aina 25 prosenttiin asti.

Maan magneettikenttää voidaan kuvata sähköiseksi dipoliksi, jonka akselipoikkeama maan pyörimisakselista on n. $11,5^\circ$. Kenttä muodostuu sulan Fe-Ni ytimen virtauksista dynamoperiaatteen mukaisesti. Magneettivuon tiheyden yksikkö nimitetään teslaksi (T). Mittausten yksikkönä on hyödyllistä käyttää johdannaisyksikköä nanotesla (nT). Maan totaalikentän arvo on navoilla n. 25 000 nT ja päiväntasaajalla n. 70 000 nT. Suomessa kentän arvo on n. 50 000 nT (Peltoniemi 1988).

3.3. Magnetometrit

Nykyään käytetyin magnetometri on Cesium alkalihöyrymagnetometri. Verrattuna aikaisemmin yleisesti käytössä olleisiin protonimagnetometreihin on mittaus Cesium höyrymagnetometreissa lähes jatkuvaa ja tarkkuus sata kertaa parempi kuin aiemmilla magnetometreilla (Moon et al. 2009). Alkalihöyrymagnetometri soveltuukin jatkuvan mittauksen ansiosta erittäin hyvin lentämällä tehtäviin kartoituksiin (Reynolds 2011).

Tarkimmat käytettävissä olevat magnetometrit ovat SQUID- eli suprajohdemagnetometrejä. Laitteistot ovat pienikokoisia, mikä on etu esim. lentomittauksissa, toisaalta magnetometrin suprajohtuvuuden ylläpitäminen on teknisesti haastavaa. SQUID-magnetometrejä käytetäänkin pääsääntöisesti vain laboratorioissa ja aeromagneettisissa mittauksissa (Reynolds 2011).

4. SÄHKÖISET MENETELMÄT

4.1 Yleistä

Sähköisillä menetelmillä tarkoitetaan tässä työssä tasasähkökenttien teoriaan perustuvia menetelmiä, jotka tunnetaan myös galvaanisina menetelminä. Menetelmien käyttö

edellyttää sähköistä kontaktia maankamaraan (Parasnis 1973). Sähkömagneettisia- ja IP-menetelmiä, jotka joskus luokitellaan sähköisiin menetelmiin, tarkastellaan myöhemmissä kappaleissa. Menetelmän käyttö perustuu maankamaran sähköjohtavuuteen ja sähkökemialliseen polarisoituvuuteen. Maankamaran suuret petrofysikaaliset erot sähköjohtavuudessa antavat hyvän pohjan menetelmän käytölle (Peltoniemi 1988).

Malmit ja mineraalit voidaan karkeasti jakaa hyviin ja huonoihin johteisiin. Metallikiiltoiset malmit ovat yleensä hyviä johteita, kuten kiisut, lyijyhohde ja magnetiitti. Tunnetun poikkeuksen tekevät hematitiitti ja sinkkivälke, jotka ovat suhteellisen huonoja johteita. Muita hyviä johteita ovat mm. grafiitti, liuskeet, pyrolusiitti ja psilomelaani.

Malmien resistiivisyyteen vaikuttaa mineraalien ominaisuuksien ja määrän lisäksi niiden jakaantuminen maankamarassa. Massiiviset pyriitti- ja magnetiittimalmiot johtavat sähköä hyvin ja galvaaniset menetelmät soveltuvatkin erinomaisesti niiden etsintään. Pirotteiset malmit ovat usein huonoja johteita tai jopa eristeitä, vaikka niiden sisältämät malmimineraalit olisivatkin johteita, kuten magneettia. Sähköisten menetelmien sijaan edellä mainittuja malmeja kannattakin etsiä sähkömagneettisilla menetelmillä, jotka eivät tarvitse galvaanista kontaktia (Parasnis 1973).

4.2. Peruskäsitteitä

Sähkökenttä E syntyy, kun nettovaraus siirtyy väliaineessa ulkoisen sähkövoiman avulla. Ohmin laki määrittää sähköjohtavuuden, sähkökentän ja sähkövirtakentän välisen yhteyden. Sähköjohtavuuden rinnalla käytetään yleisesti myös ominaisvastuksen termiä, joka on sähköjohtavuuden käänteisarvo.

Maankamaran aineet jaetaan johtavuuden perusteella neljään luokkaa; metallisiin johteisiin, puolijohteisiin, kiinteisiin eli kiteisiin liuoksiin ja nesteliuoksiin eli elektrolyytteihin. Metallisissa johteissa ja puolijohteissa varauksen kuljettajana toimivat elektronit, kiteisissä liuoksissa ja elektrolyyteissä ionit. Malminetsinnän pääkohteisiin kuuluvat sulfidiset ja oksidiset malmimineraalit ovat yleensä puolijohteita (Peltoniemi 1988). Metallisia johteita luonnossa ovat kulta, kupari, hopea, jotka esiintyvät maankamarassa alkuaineina.

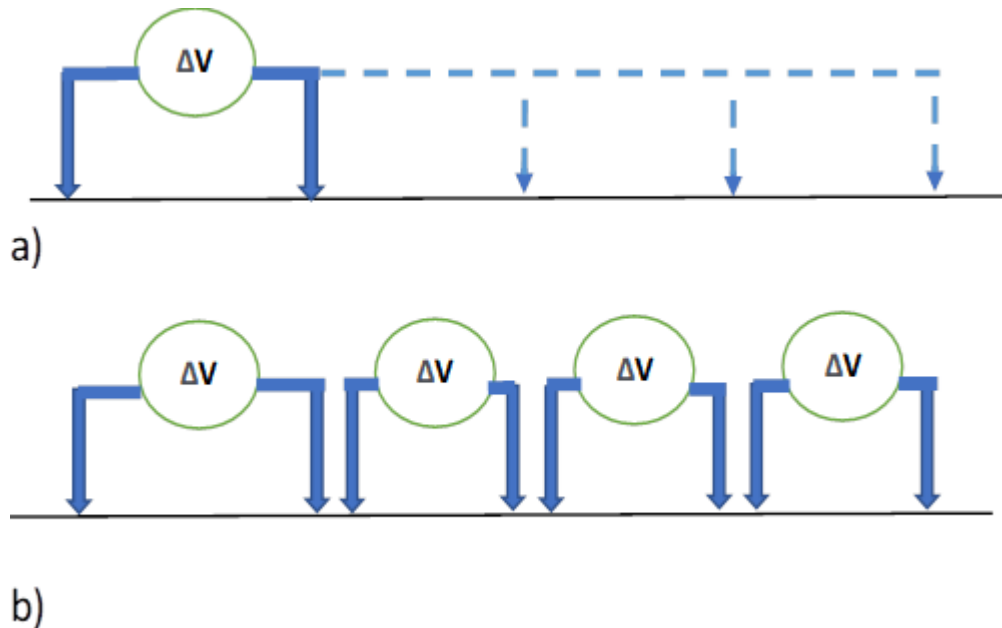
Kiteisten kivilajien, kuten graniitin, granuliitin ja dioriitin sähkönjohtavuus riippuu voimakkaasti niiden sisältämän irtoveden määrästä (Parasnis 1973). Peltoniemi (1988) korostaa johdemineraalin tekstuurin määrävään ensisijaisesti kappalejohtavuuden, joten johdemineraalin suhteellisella osuudella kivilajissa on pienempi merkitys.

4.3. Omapotentiaalimenetelmä

Omapotentiaalimenetelmä tai SP-menetelmä (self-potential method tai spontaneus method) hyödyntää maankamaran luonnollisia tasopotentiaali eroja (Reynolds 2011). Potentiaalierot syntyvät sähkökemiallisissa reaktioissa, jotka yleensä liitetään eräisiin puolijohdemineraaleihin, kuten grafiittiin, magnetiittiin ja sulfideihin (Kearey et al. 2002). Maankamarassa havaitaan myös pieniä tasopotentiaalieroja, joita kutsutaan ns. taustapotentiaaliksi. Taustapotentiaalit muodostuvat pääasiassa maankamaran elektrolyyttien väkevyyseroista ja pohjaveden virtauksesta väliaineessa. Puolijohdemineraaleissa syntyvät mineralisaatiopotentiaalit saavat alkunsa, kun elektronisesta johteesta liukenee ioneja sitä ympäröivään elektrolyyttiin. Taustapotentiaalin arvot ovat 0-50 mV ja mineralisaatiopotentiaalin jopa yli 1000 mV (Peltoniemi 1988).

Omapotentiaalimenetelmän pääkohde on massiivisten sulfidimalmioiden paikantaminen ja etsintä. Hyvin sähköä johtavat kupari- ja rikkikiisut aiheuttavat voimakkaan negatiivisen anomalian ja ne voidaankin tunnistaa menetelmän avulla. Mittauksissa käytetyt laitteet ovat edullisia ja kentällä suoritettavat mittausjärjestelyt suhteellisen yksinkertaisia (Reynolds 2011). Menetelmän heikkoutena on huono syvyysulottuvuus ja vaikeus tulkita mahdollisen malmion kokoa. Menetelmä on kuitenkin hyödyllinen maaperän perusmetallien nopeassa kartoituksessa (Kearey et al. 2002).

Mittauksissa käytettävät laitteet ovat hyvin yksinkertaiset ja geofysikaalisissa mittauksissa käytetyistä mittausvälineistä halvimpia. Maastomittauksiin tarvitaan vain polarisoitumattomat elektrodit, yhdyskaapelit ja volttimittari. Tutkimukset toteutetaan yleensä joko potentiaali- tai gradienttimittauksina, jonka perusteet on esitelty Kuvassa 2.



Kuva 2. Sähköinen mittaus a) potentiaali-, b) gradienttimittauksena. ΔV -symboli kuvaa potentiaalieroja mittaavaa jännitemittaria. Potentiaalimittauksissa toinen elektrodeista on kiinteässä paikassa ja vain toisen elektrodin paikkaa muutetaan. Gradienttimittauksissa elektrodit sijoitetaan vakioetäisyydelle toisistaan ja kummankin elektrodin paikkaa siirretään mittauksen edetessä (mukailtu Peltoniemi 1988).

4.4 Latauspotentiaalimenetelmä

Latauspotentiaalimenetelmällä, joka tunnetaan yleisesti myös nimellä *mise-à-la-masse*-menetelmä, tutkitaan muodostumia, jotka johtavat sähköä. Menetelmän periaatteena on syöttää tasavirtaa muodostumaan ja mitata sen aiheuttamaa potentiaalienttä. Toinen virtaelektrodi ja vertailuelektrodi sijoitetaan efektiivisesti äärettömän kauas itse muodostumasta (Peltoniemi 1988). Malminetsinnässä menetelmää käytetään jatkotutkimusvaiheen menetelmänä, selvittämään malmimuodostuman muotoa, laajuutta ja mahdollista kontaktia muihin malmilinsseihin (Parasnis 1973).

Latauspotentiaalimenetelmä on yleinen reikämittauksissa, kun kontakti johtavaan malmimineraaliin on saavutettu (Moon et al. 2009).

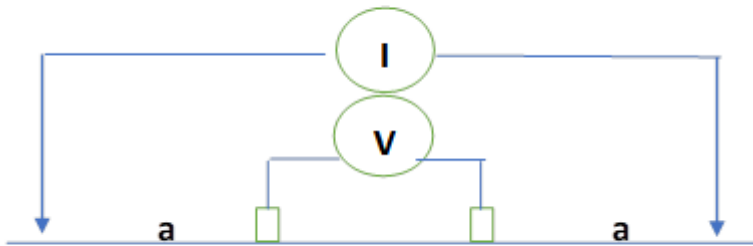
4.5. Maavastusmenetelmä

Maanvastusmenetelmä on aktiivinen menetelmä, jossa tasavirtaa johdetaan maaperään. Keinotekoisesti luodun sähkövirran aiheuttamia potentiaalieroja mitataan volttimittarilla. Maanvastusmenetelmää käytetään yleensä IP-mittausten ohessa, koska

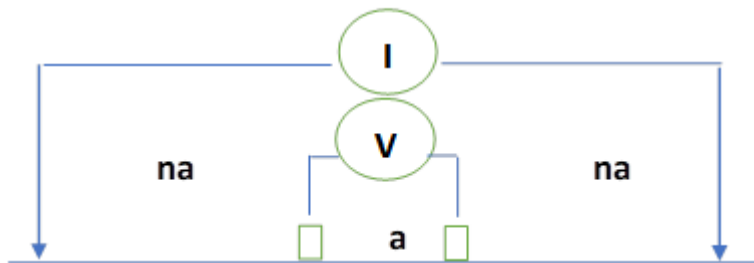
käytetyt mittausjärjestelmät ovat samoja. Tyypillisimmät elektrodi mittausjärjestelmät ovat Wenner, Schlumberger, dipoli-dipoli.

Wenner-järjestelmässä neljä elektrodia eli kaksi virransyöttöä ja kaksi potentiaalin mittaamista varten, ovat asetettu geometrisesti samalle linjalle ja samalle vakioetäisyydelle toisistaan. Schlumbergerissa potentiaalia mittaavien antureiden etäisyys toisistaan on pieni verrattuna virtajohtimien etäisyyksiin. Dipoli-Dipoli - järjestelmässä potentiaalianturit ovat tietyllä etäisyydellä erossa virtaelektrodeista, mutta näiden parien keskinäiset etäisyydet ovat samat. Dipoli-dipoli järjestelmää on käytetty yleisesti malminetsinnässä yhdessä samalla tehtävien IP-mittausten kanssa (Reynolds 2011). Kuvassa 3. on piirrettynä Sumnerin (1979) mukaan järjestelmien geometriset asetelmat.

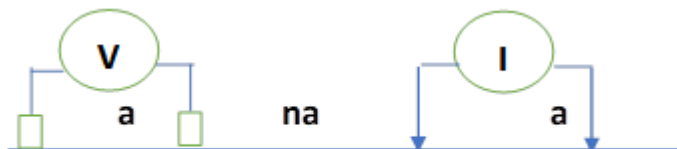
WENNER



SCHLUMBERGER



DIPOLI - DIPOLI



Kuva 3. Yleisessä käytössä olevia elektrodijärjestelmiä. **I**-symbolilla kuvataan virtalähdettä ja **V**-symbolilla jännitemittaria. Nuolet ja viivat osoittavat virtasyöttöpisteiden sekä havaintopisteiden geometriset sijainnit elektrodijärjestelmissä. Mittauskohtaista vakioetäisyyttä merkitään **a**:lla ja etäisyyden monikertoja **n**:llä (muokattu Sumner (1979) kuvasta).

5. INDUSOIDUN POLARISAATION MENETELMÄ

5.1 Yleistä

Indusoidun polarisaation menetelmän eli IP-menetelmän pääkohde on pirotteisten metallimalmien etsintä. Menetelmää käytetään perinteisesti varsinkin porfyryrysten kupari, tasomaisten lyijy- ja sinkkiesiintymien sekä sulfidisten kultaesiintymien paikantamiseen. Menetelmä voi toimia sähkömagneettisia menetelmiä paremmin massiivissakin malmiossa, jos muodostumat ovat pieniä mineraalisuonia (Reynolds 2011). IP-kartoitukset ovat hitaita suorittaa ja vaativat isoja resursseja, mutta niillä pystytään löytämään niin massiivisia kuin pirotteisia malmityyppejä (Moon et al. 2009).

5.2 Peruskäsitteitä

IP – menetelmässä maahan johdetaan sähköä, kun sähkönsyöttö katkakaistaan ei jännite tipu heti, maankamara varastoi hetkellisesti varauksen eli polarisoituu. Jälleen kun virta kytketään päälle, jännite nousee viiveellä, nämä viiveet kertovat maankamaran geologiasta. (Moon et al. 2009).

Menetelmä mittaa johtavuuden sijaan johtavien mineraalirakeiden pinta-aloja, joten sillä on mahdollista löytää aikaisemmin mainittuja pirotteisia metallimalmeja, jotka eivät aiheuta sähkönjohtavuuden suhteen anomaliaita. Johtavia mineraaleja ovat mm. lähes kaikki sulfidit, puhtaat metallit, magnetiitti ja grafiitti.

Indusoidun polarisaatioilmiön kaikkia fysikaalisia syitä ei tiedetä, mutta tunnetut ilmiöt jaetaan kahteen ryhmään: elektrodipolarisaatioon (overvoltage) ja tausta- eli elektrolyyttipolarisaatioon (membraanipolarisaatioon). Elektrodipolarisaatio-ilmiö selitetään yleensä tapahtuvan sähköä johtavissa kivirakeissa, jotka estävät elektrolyyttiliuoksen vapaan liikkumisen maankamarassa. Elektrodipolarisaatio tapahtuu rakeiden pinnalla, jonka takia pirotteiset malmit antavat hyvän vasteen IP-menetelmälle (Reynolds 2011).

Mittaukset voidaan suorittaa taajuusalueella, mittaamalla kahdelle eri taajuudelle ominaisvastus. Näiden mitattujen näennäisten ominaisvastusten suhdetta kutsutaan

taajuusvaikutukseksi (FE%), joka kuvaa IP-efektin voimakkuutta. Vastaavasti voidaan taajuusvaikutuksesta johtaa metallikerroin (MF), jonka avulla mahdollisesti huomataan sulfidiesiintymät paremmin mitatusta datasta (Peltoniemi 1988). Aika-aluetta mittaamalla havainnoidaan vastaanotinelektronien jännite-eroja tai sen aikaintegraalia. Tätä mittaussparametria kutsutaan varautuvuudeksi. Polarisaatio ilmiötä voidaan kuvata myös mittaamalla vaihealuetta, josta saatu parametri on vaihe-ero. Edellä mainituilla mittatavoilla ja parametreilla voidaan löytää ja tunnistaa pirotteisia malmeja, mutta mineralisaation tarkempaan määrittelyyn tarvitaan kehittyneempiä menetelmiä, kuten spektri-IP:tä (Reynolds 2011).

5.3 Mittauslaitteet

Mittaukset suoritetaan käyttämällä maavastusmittausten elektrodijärjestelmiä. Yleisimmin mittaukset suoritetaan dipoli-dipolijärjestelmillä, mutta erilaiset gradientti- ja pooli-dipolijärjestelmät ovat myös mahdollisia (Reynolds 2011). Järjestelmän valintaan vaikuttavat mm. mittauspaikan geologia ja käytetty laitetekniikka. Gradienttijärjestelmä on yleensä edullisempi ja nopeampi kuin dipoli-dipoli, koska sen syvyysulottuvuus on parempi ja havaintopisteitä ei tarvitse yleensä mitata useaan kerrokseen (Peltonen 1988).

Spektri-IP:llä tarkoitetaan menetelmää, jossa taajuusaluetta on laajennettu huomattavasti ja mitataan useammalla kuin muutamalla aikaviiveen arvolla (Peltonen 1988). Spektri-IP:n avulla voidaan erotella raekokojakaumia ja parhaassa tapauksessa jopa eri mineraaliryhmiä mittaamalla vaihe-eroa (Vanhala & Peltoniemi 1992). Mittaustavat ja mitattavat parametrit ovat samoja kuin aikaisemmin mainituissa IP-menetelmissä, mutta mittalaitteiston on oltava huomattavasti teknisesti kehittyneempi (Reynolds 2011).

6. SÄHKÖMAGNEETTISET MENETELMÄT

6.1. Yleistä

Sähkömagneettisilla menetelmillä on löydetty paljon merkittäviä malmiesiintymiä ja menetelmää onkin käytetty laajalla skaalalla erityyppisten mineralisaatioiden kuten massiivisten ja muiden sulfidien, juoniesiintymien, raudan sekä uraanin tutkimukseen- (Frischknecht et al. 1991). Menetelmällä on suhteellisen helppoa etsiä potentiaalisia malmioita, mutta pelkästään sähkömagneettisilla menetelmillä saatavat tiedot eivät kerro onko havaittu fysikaalinen anomalia taloudellisesti kannattava esiintymä (Reynolds 2011).

Sähkömagneettiset menetelmät ovat huomattavasti nopeampia kuin sähköiset menetelmät, koska suoraa galvaanista kosketusta mitattavaan kohteeseen ei tarvita. Induktiokenttää voidaan mitata luonnollisesti myös etänä esim. lentomittauksin. Menetelmän heikkoutena voidaan pitää sen huonoa erotuskykyä mitatessa syviä anomalioita ja mittausaineiston tulkinnan vaikeutta (Reynolds 2011).

Massiiviset sulfidimalmiot ovat hyvin sähköä johtavia sekä erottuvat hyvin isäntäkivestään ominaisuuksiltaan ja ovatkin tämän takia olleet sähkömagneettisten menetelmien pääkohde. SM-menetelmillä voidaan kehittyneen tulkinnan avulla etsiä myös porfyyrisiä systeemejä, kerrostumatyyppisiä malmeja sekä kimberliittejä (Moon et al. 2009). Menetelmillä mitataan maankamaran rakenteesta riippuvia eroja sähkönjohtavuudessa. Menetelmän käyttö perustuu Maxwellin lakiin, jonka mukaan vaihtovirtalähde indusoi sekundaarisia sähkö -ja magneettikenttiä maankamarassa. Vastaanottimet mittaavat sekä primääri- ja sekundaarikenttiä, näiden kenttien eroja tulkitsemalla saadaan tietoa maankamaran sähkönjohtavuuden vaihteluista (Swift 1988).

Sähkömagneettisilla menetelmillä voidaan etsiä mineraaleja, kiviä ja malmeja, kuten grafiittia, magneettikiisua, rikkikiisua, kuparikiisua, arseenikiisua, lyijyhohdetta ja magnetiittia, jotka ovat hyviä johteita. Grafiitti hyvänä johteena peittää kallioperässä mahdollisesti syvemmillä olevat malmiesiintymät. Magneettikiisu, joka on myös ei-kaupallinen mineraali, on erittäin hyvä indikaattori sulfidimalmioille. Malmeista esimerkiksi hematiitti, sinkkivälke, brauniitti ja kromiitti ovat lähes eristeitä ja ne

voidaankin havaita sähkömagneettisilla menetelmillä, vain jos ne sisältävät riittävästi muita sähköä johtavia mineraaleja. Hyvä esimerkki on sinkkivälke, jonka yhteydessä on usein jonkun verran rikkikiisua tai lyijyhohdetta, joiden avulla malmi on mahdollista paikallistaa (Parasnis 1973).

6.2. Peruskäsitteitä

Sähkönjohtavuutta voidaan mitata aikaisemmin mainitun tasavirtamenetelmän lisäksi vaihtovirtamenetelmillä ja se onkin sähkömagneettisten menetelmien lähtökohta. Sähkönjohtavuuden ohella anomalioita voivat aiheuttaa myös susceptibiliteetti sekä dielektrinen permeabiliteetti. Sähkömagneettisissa menetelmissä vaihtovirtalähtetin luo magneettisen ns. primaarikentän, joka Faradayn induktiolain mukaan luo indusoidun virran sähköä johtavaan maankamaraan. Maankamaran induktiovirrat aiheuttavat sekundaarisen magneetikentän, jota sähkömagneettinen vastaanotin mittaa, primäärikentän lisäksi. Sekundaarisen kentän muodostuminen vie äärellisen ajan riippuen maankamaran ominaisuuksista. Primääri- ja sekundäärikentillä on siis ero voimakkuudessa ja vaiheessa. Mitattua primääri- ja sekundäärikenttän resultanttia verrataan primäärikenttään, joiden ero kertoo maankamarassa sijaitsevan johteen ominaisuuksista kuten geometriasta, koosta ja sähkönjohtavuudesta (Reynolds 2011).

Sähkömagneettisia menetelmiä on suuri joukko, johtuen valinnan mahdollisuuksista niin lähdekentässä kuin mitattavissa suureissa. Menetelmät voidaan jaotella aikatasoa (TEM, lyhenne englanninkielisistä sanoista transient electromagnetic) tai taajuusalueetta (FEM, lyhenne englanninkielisistä sanoista frequency-domain electromagnetic) mittaviin järjestelmiin (Reynolds 2011). Yleisin sähkömagneettisten menetelmien luokittelu perustuu Swiftin (1988) luomaan ryhmittelyyn, jossa erilaiset menetelmät on jaoteltu vastaanotin- ja lähetintyyppien mukaan (Taulukko 3).

6.3. VLF-menetelmä

Very-low-frequency eli yleisimmin VLF-menetelmä on passiivinen menetelmä, jossa hyödynnetään voimakkaita radioasemia, jotka toimivat taajuusalueella 10–30 kHz. Lähettävä ns. primäärikenttä on kaukana ja näin ollen sitä voidaan pitää tasoaaltona.

VLF-moodissa tutkitaan magneettisen polarisaatioellipsin käyttäytymistä mittaamalla sen kallistuskulmaa (kallistuskulma anomalia) ja elliptisyyttä. VLF-R moodissa mitataan myös sähkökenttää, jolloin saadaan selville myös kentän ominaisvastus sekä magneettikentän ja sähkökentän välinen vaihe-ero eli impedanssi. Mittalaitteiston muodostavat käytännössä kaksi kohtisuoraan asetettua kelaa (Peltoniemi 1988). Moonin (2009) mukaan VLF:n magneettisesta moodista on eniten hyötyä, kun tutkittavien johteiden syvyyskaade on jyrkkä ja vastaavasti VLF:n sähkökentän moodista, kun tutkittavat johteet ovat vaakasuoria pintakerroksia.

Peltoniemen (1988) mukaan VLF-menetelmä on nopea, edullinen, helppokäyttöinen ja syvyysulottuvuus yleensä riittävä malminetsintään. Reynolds (2011) korostaa menetelmän soveltuvuutta sähköä johtavien mineraaliesiintymien etsinnässä.

Menetelmän syvyysulottuvuus on pieni ja menetelmä käyttökelpoton, jos irtomaa on hyvin johtavaa. Käytetty taajuus on suhteellisen korkea, jonka avulla voidaan mitata pieniäkin johteita, toisaalta tämä aiheuttaa paljon anomalioita ja kohinaa.

Menetelmällä voidaan mitata niin pieniä elektronisia johteita kuin rakenteellisia laajoja johteita. Tulkintamallien käsittely on suhteellisen yksinkertaista verrattuna muihin sähkömagneettisiin menetelmiin. Lähetinaseman suunta oltava lähellä geologisen johteen suuntaa, jotta mittaukset onnistuvat. Aina ei löydy sopivaa primäärikenttää tai asema ei lähetä (Peltoniemi 1988).

6.4. Maatutka

Maatutka on suhteellisen uusi geofysikaalinen menetelmä, jonka käyttö on lisääntynyt tietojenkäsittelyn ja visualisoinnin kehittyessä. Malminetsinnässä menetelmällä voidaan mahdollisesti löytää alluviaalisesti syntyneitä upamalmeja. Maatutkaa on käytetty Bauksiitti ja lateriitti-tyyppiset malmioden kartoittamiseen trooppisilla-alueilla (Francke & Yelf 2003). Maatutkan rajoituksena on sen suhteellisen heikko syvyysulottuvuus, joka on maksimissaan muutamia kymmeniä metrejä (Moon et al. 2009).

Taulukko 3. Sähköisten ja sähkömagneettisten järjestelmien luokittelu Swiftin (1988) mukaan.

Lähettimen tyyppi	Vastaanottimen tyyppi			
	Maadoitettu johto	Johto ja pieni kela	Pieni kela (maa)	Pieni kela (ilma)
Maadoitettu johto				
Galvaaninen	Vastus men. IP		Magnetometrinen vastus menet.	
Induktiivinen		CSAMT	Magn. IP Osa TEM järjestel.	
Pieni silmukka			Slingram Hori. silmk. SM Verti. silmk. SM Kallistuskulma met. Maan johtavuus mit. Osa TEM järjestel, Sama läh/vast silm. Kairanreikä järjestel.	SM Ilmamit. Aikatasoa mit. hinauskela Kiintokela- järjestelmät
Iso silmukka (pitkä johto)			Iso silmukka järjestl Sundberg menetelmä Turam Useimmat TEM jär. Kairanreikä järjestel.	
Tasoaalto		VLF-R	789	VLF

Lähettimen tyyppi	Vastaanottimen tyyppi			
	Maadoitettu johto	Johto ja pieni kela	Pieni kela (maa)	Pieni kela (ilma)
Vertik. antenni		VLF		
Luonnollinen geomagneettinen kenttä	Telluuriset virtaukset			

Maadoitetut johdot mittaavat potentiaalieroja per pituus eli toisin sanoen sähkökenttää. Kelat (tai fluxgate-magnetometrit ja SQUIDS) mittaavat magneettikenttää, tai sen aikaderivaattaa. Pienet silmukat ovat 3-ulotteisia lähteitä (magneettinen dipoli). Pitkä johto tai ison silmukan reuna on 2-ulotteinen lähde. Luonnon SM-lähteiden oletetaan olevan 1-ulotteisia. Vastaanottimet voivat mitata taajuustasoa, aikatasoa (TEM), tai kumpiakin. CSAMT = controlled-source audio magnetotelluric eli keinolähde AMT. Tämä luokittelu ei sisällä korkeataajuuksisia tekniikoita, (esim. tutka) ja perustuu Swiftin (1988) luokitteluun.

7. SEISMISET MENETELMÄT

7.1. Yleistä

Seismisiä menetelmiä hyödynnetään hyvin yleisesti öljynetsinnässä, mutta jotain käyttökohteita on myös malmimineraalien tapauksessa. Useimmat malmiesiintymät eivät ole yhtenäisiä kerroksia, joten niitä on vaikea löytää menetelmällä. Upamallit ovat sedimentteihin painovoiman vaikutuksesta kerrostuneita raskaita mineraaleja ja metalleja, joiden etsinnässä seismiset menetelmät voivat olla toimivia. Vähän muokkaantuneita sedimenttikiviä, jotka sisältävät malmia, voidaan mahdollisesti tutkia menetelmän avulla (Moon et al. 2009). Kaikista geofysikaalisista tutkimusmenetelmistä seismiset tuottavat yksityiskohtaisinta ja luotettavinta tietoa, mikä puoltaa sen käytön yleisyyttä ja tutkimusmenetelmän kehittelyä myös malminetsintää varten (Parasnis 1997).

Malminetsinnässä menetelmää hyödynnetään myös epäsuoran tutkimuksen keinoin, kuten maa- tai sedimenttikiven alla olevan kiteisen kallioperän pinnan syvyyden määrittämiseen. Malmioiden päällä olevien maakerrostumien paksuuden tarkka

määrittäminen auttaa muiden geofysikaalisten menetelmien käyttöä ja tulkintaa (Parasnis 1973). Telford et al. (1990) korostavat epäsuoran tutkimuksen merkitystä, menetelmällä voidaan löytää maankamaraan piirteitä, joihin on voinut kerrostua tiheydeltään raskaita mineraaleja. Kuivanmaan tutkimukset ovat kuitenkin yleensä kalliita ja hitaita, mikä rajoittaa huomattavasti käytettävyyttä. Merellisissä tutkimuksissa laitteisto on yksinkertaisempi ja tuloksia saadaan edullisemmin (Moon et al. 2009).

7.2. Peruskäsitteitä

Kimmoaallot etenevät eri nopeuksilla toisistaan elastisesti poikkeavissa aineissa. Aallot myös heijastuvat ja taittuvat näiden aineiden rajapinnoista (Parasnis 1973). Seismisissä menetelmissä luodaan näitä aaltoja ja mitataan niiden kulku-aikoja. Havaitut kulkuajat antavat tietoa rajapintojen syvyyksistä ja maankamaraan koostumuksesta. Seismiset aallot syntyvät energian äkillisesti vapautuessa ympäristöön.

Voimaa, joka kohdistuu pinta-alayksikköä kohden energian purkauksissa, sanotaan jännitykseksi. Massapartikkeleille tapahtuu näiden jännitysten seurauksena muodonmuutoksia, joiden suhteita mitataan kimmovakioilla. Hooken laki kertoo suhteellisen venymän olevan riippuvainen vetojännityksen määrästä, tätä aineelle ominaista suhdetta kutsutaan kimmokertoimeksi. Muita kimmovakioita ovat puristuskerroin, liukukerroin sekä Poissonin luku. Kimmovakioiden lisäksi aaltoliikkeen etenemiseen vaikuttaa kallioperän väliaineen tiheys (Peltoniemi 1988).

7.3. Mittauslaitteet

Seismisissä menetelmissä käytetyissä laitteissa on kolme osaa: 1. Aaltolähde 2. Geofonit 3. Seismografi. Aaltolähde synnyttää seismisen aallon esimerkiksi tärstimellä, räjähteellä tai pudotuspainolaitteella. Geofoni mittaa maankamaraan mekaanista liikettä ja muuttaa sen sähköiseksi signaaliksi. Seismografi vastaanottaa tiedot geofoneista ja muuttaa sen numeraaliseen muotoon tietojenkäsittelyä varten (Peltoniemi 1988).

7.4 Heijastusluotaus

Heijastusluotauksessa geofonit laitetaan riittävän lähelle aaltolähdettä, jotta vain rajapinnoista heijastuneet säteet saapuvat geofoneihin (Peltoniemi 1988).

Heijastusluotausta käytetään kalliiden kustannusten ja tulosten tulkinnan monimutkaisuutensa takia vähän malminetsinnässä. Heijastusluotausta on kuitenkin sovellettu eräissä syvissä nikkelisulfidimalmioissa ja kultaesiintymissä. Menetelmä on tehokkaampi öljynetsinnässä sedimenttikiviympäristöissä ja merigeologisissa sovelluksissa (Moon et al. 2009).

7.5 Taittumisluotaus

Refraktio- eli taittumisluotaus perustuu aaltojen heijastumiseen rajapinnoissa. Uusi aaltorintama syntyy rajapinnassa, kun kriittinen rajakulma on saavutettu. Uuden taittuneen aaltorintaman nopeus vastaa alemman kerroksen nopeutta (Peltoniemi 1988).

Taittumisluotauksessa käytetyt välineet ovat yksinkertaisempia ja tulosten tulkinta helpompaa kuin heijastusluotauksessa. Menetelmä vaatii kuitenkin selkeät maakerrokset, joiden seisminen nopeus kasvaa alaspäin mennessä. Taittumisluotausta käytetään rajoituksista huolimatta yleisesti teollisuusmineraalien etsinnässä (Moon et al. 2009).

8. RADIOMETRISET MENETELMÄT

8.1. Yleistä

Radiometriset menetelmät mittaavat radioaktiivista hajoamista, jota tapahtuu atomien ytimissä. Menetelmän pääkäyttökohde on ns. radioaktiivisten voimametallien, kuten uraanin etsintä. Radioaktiivisten mineraalien yhteydessä esiintyvät malmimineraalit kuten titaani- ja zirkoniumesiintymät (upamalmeja) ovat tällä menetelmällä

löydettävissä (Parasnis 1997). Suomessa menetelmää on käytetty lähinnä uraanimalmin etsintään (Peltoniemi 1988). Gammasäteily läpäisee vain noin puolen metrin kerroksen, joten se soveltuu huonosti suurimpaan osaan Suomea johtuen paksusta glasigeenisestä maaperästä (Airo 2015).

8.2. Peruskäsitteitä

Jotkut alkuaineet hajotessaan spontaanisti lähettävät α -ja β -hiukkasia ja/tai γ -säteilyä. Tärkeimmät radioaktiiviset alkuaineet mittausten kannalta ovat uraani (^{238}U), torium (^{232}Th) ja kalium (^{40}K). Jokaisella radioaktiivisella aineella on sille tyypillinen spektri, joka muodostuu gammasäteilyn jakaumana eri energiatasojille. Yleensä radioaktiivista hajoamista mittausta suoritetaan luonnollisille lähteille, mutta keinotekoisista hajoamista voidaan hyödyntää mittalaitteissa, jotka tutkivat esim. aineiden tiheyttä (Reynolds 2011).

8.3 Mittauslaitteet

Radioaktiivisuutta mitataan yleensä laitteistolla, jotka mittaavat gammasäteilyn määrää. Joissain tapauksissa voidaan mitata puolijohdeilmaisimilla myös α -hiukkasia. Geigerlaskin käyttää hyödyksi gammasäteilyn ominaisuutta ja kykyä ionisoida kaasuja. Geigerlaskin on edullinen ja helppokäyttöinen, mutta sen herkkyys on vain 1 % luokkaa siihen tulevasta gammasäteilystä ja sillä ei pystytä erottamaan siihen tulevan säteilyn energiatasoja.

Tuikeilmaisin perustuu valosähköiseen ilmiöön, jonka gammasäteily aiheuttaa osuessaan elektroni-ilmaisimeen. Tuikeilmaisimessa vahvistetaan tämä valotuike, jonka jälkeen siitä voidaan mitata jännitepulsseja. Etuna aikaisemmin mainittuun geigerlaskimeen, tuikeilmaisimella voidaan laskea tulevan säteily fotoneita ja energiatasoja.

Spektrometrit mittaavat eri energiantason omaavat gammakvantit ja mahdollistavat säteilylähteiden erottelun. Spektrometrit ovat kuitenkin kalliimpia ja käytöltään monimutkaisempia, kuin geigerlaskimet ja tuikeilmaisimet. Edellä mainituilla menetelmillä saadaan selville tietoa vain maan pintakerrosten (0,5-1,0 m) uraanin,

toriumin ja kaliumin pitoisuuksista. Mittauslaitteilla saadut tulokset ovat näennäisiä, johtuen esim. säteilylähteen geometriasta ja absorboivan väliaineen ominaisuuksista. Todellisia pitoisuusarvoja voidaan saada vain laboratoriossa ja kairanreikämittauksissa (Peltoniemi 1988).

9. AEROGEOFYSIKAALISET MENETELMÄT

9.1 Yleistä

Lentomittauksilla pystytään tutkimaan fysikaalisia suureita kuten magneettisuutta, sähkömagneettisuutta, gammasäteilyä ja nykyisin myös painovoimaa, jotka eivät vaadi suoraa fyysistä kontaktia maahan. Aerogeofysikaalisten menetelmien herkkyyks on luonnollisesti heikompi johtuen suuremmasta etäisyydestä tutkittaviin kohteisiin, mutta etuna on isojenkin pinta-alojen nopea kartoitus. Tyypillisesti tutkimuslennon varustukseen kuuluu useita eri mittaussensoreita, joista magnetometriä käytetään useimmissa kokoonpanoissa. (Moon et al. 2009)-

Geofysikaalisten sensoreiden lisäksi tutka- ja laserjärjestelmät mittaavat lentokorkeutta sekä satelliittipaikannusta hyödyntävä GPS-järjestelmä huolehtii navigoinnista ja paikantaa mittausdatan (Branwal ja Ronning 2020).

Lentomittauksilla voidaan mitata yhtä aikaa useita fysikaalisia suureita samassa mittauspisteessä. Maanpäällä suoritettavien mittauksien etuna on mahdollisuus uusien mittauksien ja mielenkiintoisten kohteiden kohdalla tihentää mittausverkkoa. (Airo 2005).

Lentomittaukset ovat yleensä osa alueellista malmigeologista etsintää ja kuuluvat tutkimusten alkuvaiheisiin. Aeromagneettiset, aerosähkömagneettiset ja aerogammamittaukset tehdään yleensä samanaikaisesti, jotta voidaan korreloida mittaus tulokset, suorittaa yhdistetty tulkinta ja tehdä mittaukset kustannustehokkaasti- (Peltoniemi 1988). Geologinen tutkimuskeskus on kartoittanut koko Suomen

lentomittauksin, joissa on käytetty samanaikaisesti magneettisia, sähkömagneettisia ja radiometrisiä menetelmiä (Airo 2005).

Miehittämättömät ilma-alukset eli englanniksi Unmanned Aerial Vehicles (UAV) ovat tällä hetkellä kehitysvaiheessa, mutta niillä tulee olemaan jo lähitulevaisuudessa iso merkitys pienialaisissa maastomittauksissa. UVA-laitteistojen etuina ovat esimerkiksi kustannustehokkuus, nopeus ja ympäristöneutraalius. Usein UAV-laitteistojen hyötykuormat ovat pieniä, joten sensoriteknologialta vaaditaan vielä kehittymistä pienemmäksi, herkemäksi sekä kulutukseltaan tehokkaammaksi (Salmirinne et al. 2017).

9.2 Aeromagneettiset menetelmät

Moonin (2009) mukaan lentämällä suoritettavista geofysikaalisista menetelmistä aeromagneettiset menetelmät ovat malminetsinnässä hyödyllisimpiä. Magneettisten menetelmien laitteisto on lisäksi kevyt, yksikertainen sekä edullinen (Moon 2009). Lentomittauksissa voidaan käyttää magnetometriä, jossa on yksi tai useampi anturi, jotka ovat kiinnitettyinä esim. lentokoneen siipiin, nokkaan tai perään. Erillistä laitteistoa voidaan hinata myös helikopterilla. Anturit voidaan sijoittaa geometrisesti sopivalla tavalla, jotta halutut fysikaalisten komponenttien arvot saadaan mitattua. Usein magnetometrien rinnalla käytetään muita antureita, jotta samalla lennolla voidaan mitata esim. sähkömagneettisia arvoja (Reynolds 2011). Lentomittauksissa käytettävät magnetometrit ovat yleensä tarkkoja Cesium-alkalihöyry magnetometreja, joilla mitataan magneettista totaalikenttää (Branwal ja Ronning 2020).

9.3 Aerosähkömagneettiset menetelmät

Aerosähkömagneettisilla järjestelmillä voidaan kartoittaa laajoja alueita verrattuna maanpinnalla suoritettaviin sähkömagneettisiin menetelmiin kuten Slingram. Vaikeat maastoonmuodot kuten järvet, eivät aiheuta ongelmia lentomittauksissa ja saavutettu mittaussyvyys on lähes sama kuin maanpinnalla suoritettavissa sähkömagneettisissa menetelmissä (Airo 2005).

Aeromagneettisia järjestelmiä voidaan luokitella lähetteen luonteen, lähdekentän geometrian ja kelarakenteen perusteella. Lähete voi olla harmoninen ja jatkuva tai pulssilähete kuten yleisesti käytössä olevassa Kanadalaisessa INPUT-menetelmässä. Lähdekenttägeometria voi olla dipoli-, viiva tai tasolähde. Kelarakenteet voidaan asettaa liikkuviksi hinauskela- tai jäykiksi kiintokelajärjestelmiksi. Edellä mainittujen aktiivisia kenttiä mittaavien menetelmien lisäksi voidaan käyttää passiivista VLF-menetelmää, jonka etuna on pieni laitteisto koko ja helppo asennettavuus (Reynolds 2011).

9.4 Aeroradiometriset menetelmät

Radiometreinä käytetään yleensä gammasäteily spektrometriä, jolla mitataan alkuaineiden kuten uraani (U) ja kalium (K) aiheuttamaa radioaktiivista säteilyä. (Branwal ja Ronning 2020). Aeroradiometristä menetelmää käytetään malminetsinnässä lähinnä uraanimalmien etsintään sekä yleiseen geologiseen kartoitukseen. Ilma vaimentaa säteilyä huomattavasti mutta matalalentomittaukset ovat silti hyödyllisiä. Radioaktiivinsäteily vaimenee voimakkaasti ohuenkin vesi tai maanpeitteen takia, joten tarkka topografinen tieto tutkittavasta alueesta on välttämätön aeroradiometristä dataa tulkittaessa (Reynolds 2011).

10. KAIRANREIKÄMITTAUSMENETELMÄT

10.1. Yleistä

Kairanreikämittauksiin voidaan soveltaa samoja geofysikaalisia menetelmiä kuin maanpinnalla ja ilmassa tehtävissä mittauksissa. Reikiä käyttämällä päästään lähemmäksi maanpinnalla havaittua anomaliaa ja voidaan löytää uusia aikaisemmin havaitsemattomia malmioita. Kairasydännäyte antaa tietoa luonnollisesti vain pieneltä tilavuudelta ja mahdollinen reikää lähelläkin oleva malmio tai anomalia jää havaitsematta ilman reikämittauksia. (Moon et al. 2009). Peltoniemen (1988) mukaa reikämittauksia voidaan hyödyntää suoran malmien ja kivien luokittelun lisäksi

helpottamaan maanpinnalla tehtävien mittausten tulkintaa, kun anomalian lähteen fysikaaliset ominaisuudet ovat tiedossa.

Kairanreiän koko ja reiän olosuhteet asettavat vaatimuksia mittausantureille, liitännöille sekä johtimille. Uusina menetelmävirhelähteinä tulevat mm elektrolyyttien väkevyyserot ja kovametallihiukkasten aiheuttama kontaminaatio. Porattu reikä voi lisäksi tukkeutua tai sortua (Peltoniemi 1988).

Killeen (1997) jakaa kairanreikämittaukset seitsemään luokaan: 1. Passiiviset anturit 2. Aktiiviset anturit, joissa on sekä lähetin että vastaanotin 3. Passiivinen anturi, joka mittaa maanpinnalla luotua signaalia. 4. Anturit, jotka mittaavat kairanreiän nesteiden ominaisuuksia 5. Anturit, jotka tutkivat kairanreiän seinämiä 6. Anturit, jotka mittaavat reiän mekaanisia ominaisuuksia. 7. Mittaukset, joissa lähetinanturi ja vastaanotinanturit ovat sijoitettuna eri reikiin.

Passiiviset anturit mittaavat magneettista susceptibiliteettiä tai radioaktiivista säteilyä. Susceptibiliteettiä mitataan, kun halutaan selvittää kivilajikontakteja, jotka aiheutuvat yleisimmin magnetiitin ja ilmeniitin pitoisuuseroista. Radiometrit mittaavat joko gamma- tai neutronisäteilyä, jolla voidaan selvittää malminetsintää hyödyttäviä kivilajiominaisuuksia (Peltoniemi 1988). Vastaanotin/lähetin järjestelmissä on lähetin vastaanottimen lisäksi, joka mittaa fysikaalisia ominaisuuksia reiän läheisyydessä. Esimerkkinä edellisestä järjestelmästä voidaan mainita keinotekoinen säteilylähde, jonka avulla mitataan reiän ympäristön aineksen tiheyttä.

Malminetsinnälle hyödyllisimmissä mittausjärjestelyissä lähetin on maanpinnalla anturin mitatessa kairanreiässä. Tällä järjestelyllä saadaan fysikaalista tietoa satoja metrejä reiästä. Monet sähkömagneettiset reikämenetelmät hyödyntävät tätä mittausjärjestelyä malminetsinnässä. Kairanreiässä olevan nesteen ominaisuudet kuten lämpötila ja pH kuvaavat kallioperän lämmönjohtavuutta ja rakoilua, mistä voi olla hyötyä malmion geologiseen tulkintaan. Kairanreiän seinien kuvantaminen esim. optisesti, sähköisesti tai akustisesti antaa arvokasta fysikaalista tietoa kairasydämen tutkimuksen tulkintaan. Mekaanisella tutkimuksella selvitetään arvokasta tietoa kairanreiästä kuten sijaintia, kaltevuutta ja reiän kokoa. Tämän tiedon avulla voidaan hyödyntää muita geofysikaalisia menetelmiä (Killeen 1997).

10.1 Magneettiset reikämittaukset

Magneettisissa reikämittauksissa voidaan mitata susceptibiliteettiä siltakytketyllä vastaanotinkelalla tai reiässä suoritetaan kolmikomponenttimagnetometraus. Susceptibiliteettiä mitataan, kun halutaan selvittää kivilajikontakteja, jotka aiheutuvat yleisimmin magnetiitin ja ilmeniitin pitoisuuseroista. Flux-gate-elementit voidaan rakentaa kairanreikään sopivaksi, joilla mitataan magneettikenttää kolmella kohtisuoralla komponentilla. Reikämagnetometrauksella on hyvä luotaussäde ja sekä mahdollisuus paikantaa malmio kolmiulotteisesti (Peltoniemi 1988).

10.2 Sähköiset reikämittaukset

Sähköisiä reikämittauksia voidaan suorittaa hyvin monella tavalla, niin kuin maanpinnan versioissa mittauksista. Omapotentiaalimittauksessa jännite mitataan maanpinnan ja reiän välillä tai pelkästään reiässä sijaitsevien elektrodien välillä. Menetelmää käytetään metallimalmimineralisaatioiden paikannukseen. Ominaisvastusmittaus on yleisin sähköinen reikämittausmenetelmä, koska mittaus on yksinkertaista ja luotettavaa. Mittaukset suoritetaan elektrodijärjestelmillä, joissa virta- ja potentiaalelektrodeja on sijoitettu eri tavoilla. Latauspotentiaalimenetelmällä eli mise-a-la-masse (ks. kappale 4.4.) on saavutettu paljon hyviä tuloksia malmitutkimuksissa (Peltoniemi 1988).

10.3 Sähkömagneettiset reikämittaukset

Sähkömagneettisissa reikämittauksissa käytetään kolmea järjestelmää, dipoli-dipoli SM, pyörivälähetin SM ja suuri silmukka SM, joista viimeksi mainittu on yleisimmin käytössä malminetsinnässä. Suuri silmukka SM-järjestelmässä maan pinnalla lähettimenä on suuri silmukka, jonka halkaisija riippuu kairanreiän syvyydestä. Vastaanotinanturia lasketaan kairanreikään, jolloin saadaan muodostettua sähkömagneettinen profiili (Reynolds 2011). SM-reikämittauksia voidaan soveltaa malminetsinnän lisäksi myös malmioiden rajaukseen sekä litologiseen tulkintaan (Hattula ja Rekola 2000).

11. YHTEENVETO

Geofysikaaliset menetelmät tarjoavat paljon hyödyllisiä työkaluja malminetsinnän eri vaiheisiin. Menetelmien ja tekniikoiden hyödyt ja haitat on tunnettava kuitenkin tarkasti, jotta niiden tuottama tieto on käytettävää. Malminetsinnässä menetelmien väärinkäytöltä vältytään, jos ymmärretään niiden fysikaaliset perusperiaatteet riittävän syvällisesti. Menetelmien valintaan ja käyttämiseen malminetsinnässä vaikuttavat fysikaalisen soveltuvuuden lisäksi mm. tutkimuksen budjetti, projektissa työskentelevien ihmisten määrä ja osaaminen.

Geofysikaaliset menetelmät ovat yleensä vain osa suurempaa malminetsinnän tutkimusohjelmaa, joten niiden on palveltava myös muuta tutkimusta. Geofysikaalinen tieto on malminetsinnässä yhdistettävä geologiseen tietoon, jotta tuloksellinen tulkinta on mahdollista tehdä. Pelkkä geofysikaalinen tieto ei anna yksiselitteistä geologista mallia, koska havaitun fysikaalisen anomalian voi aiheuttaa lukematon määrä erilaisia geologisia rakenteita (Reynolds 2011).

Geofysikaaliset menetelmät vievät Moonin (2009) mukaan helposti suurimman osan malminetsinnän budjetista, joten niiden oikeaoppinen ja tehokas hyödyntäminen on tärkeää. Geofysikaalisten menetelmillä on toisaalta ollut historiallisesti hyvä tuottosuhde sijoitettuun rahamäärän nähden, joka puoltaa niiden käyttöä myös tulevaisuudessa (Parasnis 1973).

VIITELUETTELO

- Airo, M. L. (toim.) 2005. Aerogeophysics in Finland 1972–2004: Methods, System Characteristics and Applications. Geological Survey of Finland, Special Paper 39. 197 s.
- Airo, M. L. (toim.). 2015. Geophysical signatures of mineral deposit types in Finland. Geological survey of Finland, 144 s.
- Baranwal, V. C., ja Rønning, J. S. 2020. Airborne Geophysical Surveys and Their Integrated Interpretation. In *Advances in Modeling and Interpretation in Near Surface Geophysics*, 377-400.
- Ford, K., Keating, P. ja Thomas, M. D. 2007. Mineral Deposits of Canada - Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits. In: "Mineral Resources of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods". Geological Survey of Canada (GSC) and the Mineral Deposits Division (MDD) of the Geological Association of Canada, 939-970.

- Francke, J. ja Yelf, R. 2003. Applications of GPR for surface mining. Proceedings of the 2nd International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar. Delft University of Technology, Delft, Neatherlands, 115-119.
- Frischknecht, F. C., Labson, V. F., Spies, B. R., ja Anderson, W. L. 1991. Profiling methods using small sources. Electromagnetic methods in applied geophysics, 2(part A), 105-270.
- Haldar, S. K. 2013. Mineral exploration: Principles and applications. Elsevier, Amsterdam, 334 s.
- Hattula, A. ja Rekola, T. 2000. Exploration geophysics at the Pyhäsalmi mine and grade control work of the Outokumpu Group. Geophysics, 65(6), 1961-1969.
- Kearey, P., Brooks, M. ja Hill, I. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. 3. laitos. Blackwell Publishing, Malden, 262 s.
- Ketola, M. 1979. On the application of geophysics in the indirect exploration for copper sulphide ores in Finland. Julkaisussa: Hood, P.H. (toim.) Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 31, 665-684.
- Killen, P. G. 1997. Borehole geophysics: exploring the third dimension. In Proceedings of Exploration Vol. 97, 31-42.
- Moon, C. J., Whateley, M.K.G. ja Evans, A.M. 2009. Introduction to mineral exploration. 2. laitos. Malden, MA: Blackwell, 482 s.
- Parasnis, D.S. 1973. Mining Geophysics. 2. laitos, Elsevier, Amsterdam, 395 s.
- Parasnis, D.S. 1997. Principles of Applied Geophysics. 5. laitos. Chapman & Hall, London, 429 s.
- Peltoniemi, M. 1988. Maa- ja kallioperän geofysikaaliset tutkimusmenetelmät. Otakustantamo, Hämeenlinna, 411 s.
- Reynolds, J.M. 1991. The need for recognized standards of applied geophysical software and the geophysical education of software users. Computers and Geosciences, 17:1099-1104.
- Reynolds, J.M. 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. 2. laitos. John Wiley & Sons, Chichester, 696 s.
- Roux, A.T., 1970. The application of geophysics to gold exploration in South Africa. Julkaisussa: Morley, L.W. (toim.), Mining and Groundwater Geophysics. Geological Survey of Canada (Rept. 26), Ottawa, 425-438.
- Salmirinne, H., Hyvönen, E., Karinen, T., Konnunaho, J., Kurimo, M., Middleton, M., Niiranen, T., Panttilä, H., Pasanen, A. ja Turunen, P. 2017. Unmanned aerial vehicles in mineral exploration and mining operations. Tutkimusraportti - Geologian Tutkimuskeskus. 2017. 1-71.
- Sumner, J.J., 1979. The Induced polarization exploration method. Julkaisussa: Hood (toim.), Geophysics and Geochemistry in the Search for Metalic Ores. Economic Geology Report 31, Geological Survey of Canada, Ottawa, 123-133.
- Swift, C.M. 1988. Fundamentals of the electromagnetic method. Julkaisussa: Nabighian, M.N. (toim.) Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Vol 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklaholma, USA, 5-10.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. ja Sheriff, R.E. 1990. Applied Geophysics. 2. laitos. Cambridge University Press, Cambridge, 770 s.

Vanhala, H. ja Peltoniemi, M. 1992. Spectral IP studies of Finnish ore prospects. *Geophysics*, 58: 1545-1555.